

Werk

Titel: Vorträge und Abhandlungen

Ort: Berlin

Jahr: 1909

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1909|LOG_0141

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Vorträge und Abhandlungen.

Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche und ihre Bedeutung für die Ermittlung der Massenverteilung in der Erdkruste.*

Von Professor Dr. O. Hecker in Potsdam.

(Hierzu Tafel 4—6.)

Wenn man die Fortschritte betrachtet, die in den verschiedenen Zweigen der Erdkunde in den letzten Jahrzehnten gemacht sind, so verdient besonders eine ihrer Disziplinen, die Geophysik, hervorgehoben zu werden. Aus kleinen Anfängen emporgeblüht, ist sie in der jüngsten Zeit zu einer selbständigen Wissenschaft erstarkt. Mit Stolz kann sie auf eine Reihe von wichtigen Forschungsergebnissen zurückblicken, die besonders das letzte Jahrzehnt gebracht hat. Es konnten in diesem Zeitraum Fragen gelöst werden, deren Beantwortung noch vor wenigen Jahren als völlig aussichtslos betrachtet werden mußte.

Eine der Fragen, die man als bereits in großen Zügen gelöst betrachten kann, betrifft das Gesetz, nach dem der Aufbau der Erdkruste aus Massen von zum Teil sehr verschiedener Dichte sich vollzogen hat. §

Ich möchte mir erlauben, §hierüber heute einiges zu sagen. Gestatten Sie mir hierbei, im Interesse einer einheitlichen Darstellung auch Tatsachen zu berühren und zu wiederholen, die man als allgemein bekannt betrachten kann.

Unser Erdkörper hat, wie bereits Newton und Huygens aus theoretischen Gründen schlossen, die Form eines Rotations-Ellipsoids. Aus den Breitengradmessungen leiteten Laplace und später Bessel die Größe der Abplattung §des Ellipsoids ab. Bessel erhielt für die Abplattung einen Wert, der noch jetzt als gute Annäherung gelten kann.

Von diesem Rotations-Ellipsoid weicht aber die mathematische Erdgestalt ab.

*) Vortrag, gehalten in der Fachsitzung vom 14. Dezember 1908.

Die äußere Rinde der Erde ist nämlich, soweit sie uns zugänglich ist, aus Massen von außerordentlich verschiedener Dichtigkeit aufgebaut, und diese Verschiedenartigkeit der Massen erstreckt sich noch ziemlich weit in die Tiefe, wie sich später ergeben wird. Die Richtung der Schwere an jedem Punkte ist aber ein Produkt der Gesamtwirkung aller dieser Unregelmäßigkeiten. Diejenige Fläche nun, welche überall die Richtung der Schwere senkrecht schneidet und von der die Oberfläche des Weltmeeres einen Teil ausmacht, ist das, was wir im geometrischen Sinne „Oberfläche der Erde“ nennen. Bessel hat die mathematische Erdgestalt definiert als diejenige Fläche, die die Oberfläche des Wassers eines mit dem Meere zusammenhängenden, die Erde bedeckenden Netzes von engen Kanälen bilden würde; hierbei ist aber vorausgesetzt, daß das Wasser sich in relativer Ruhe gegen den Erdkörper befindet, also ohne Störungen, wie die Einwirkung von Sonne und Mond (Ebbe und Flut) und der Winde, und unter unveränderlichem Luftdruck an der Meeresfläche.

Für diese Fläche wurde dann später von Listing der Name „Geoid“ eingeführt.

Trotz der gewaltigen Deformationen, welche die oberen Schichten der Erde während und nach der Erstarrung der Erdoberfläche erfuhren, sind die Abweichungen zwischen dem Rotations-Ellipsoid und dem Geoid im allgemeinen nicht erheblich. Die Hebungen und Senkungen kontinentalen Charakters, die das Geoid gegen das Ellipsoid aufweist, dürften sich innerhalb ± 100 m halten.

Ebenso ist der Richtungsunterschied der Lotrichtung des ideellen Ellipsoids und die wirklich beobachtete reelle Lotrichtung des Geoids, die Lotabweichung, im allgemeinen gering. Sie beträgt im Durchschnitt nur einige Bogensekunden. In der Nähe von Gebirgen und an Meeresküsten steigt sie aber leicht auf 10 Bogensekunden, an einzelnen Stellen sogar bis auf 100 Bogensekunden.

Zur Bestimmung der Unregelmäßigkeiten des Geoids oder der Niveauflächen dienen ganz besonders die Schwerekräftsmessungen, die uns gestatten, die Abstände des Geoids vom mittleren Rotations-Ellipsoid zu bestimmen.

Unter Schwerekräft verstehen wir bekanntlich die Kräft, welche das Fallen eines Körpers, dem man seine Unterlage fortgenommen hat, verursacht; ein Maß für ihre GröÙe gibt die Geschwindigkeit, welche ein an der Oberfläche der Erde frei fallender Körper nach der ersten Sekunde erlangt hat.

Durch Fallversuche aber die Intensität der Schwerekräft an verschiedenen Orten auf der Erde genau zu messen, ist nicht ausführbar.

Dafür besitzen wir aber in dem Pendel ein vorzügliches Instrument für die Schwerkraftmessung. Denn die Anzahl der Schwingungen, welche ein Pendel von gegebener Länge in einer bestimmten Zeit ausführt, hängt von der Intensität der Schwere ab. Vergleichen wir also die Anzahl der Schwingungen, die ein Pendel von unveränderlicher, einmal bestimmter Länge an verschiedenen Orten der Erdoberfläche macht, so erhalten wir ein Maß für die Schwerkraft an diesen verschiedenen Orten.

Beobachtungen dieser Art sind nun nicht so einfach, wie man denken könnte, sondern sie erfordern sehr komplizierte Apparate und eine genaue Berücksichtigung einer Reihe von Fehlerquellen, wie des Temperatur-Einflusses, der Luftdichte, der Bewegung des Stativs infolge des Schwingens des Pendels u. s. w.

Die Messungen mit den älteren Apparaten waren sehr mühevoll und zeitraubend, da die Methoden der Messung der Schwingungsdauer und die Konstruktion der Pendelapparate selbst noch wenig entwickelt waren. Mit solchen Pendeln älterer Konstruktion wurden besonders von den Franzosen und Engländern in den ersten Dezennien des vorigen Jahrhunderts eine Reihe von Messungen auf dem Festlande, auf Inseln und an Meeresküsten ausgeführt. Dann wurde aber die Ausführung von Pendelbeobachtungen ganz vernachlässigt, da sich das allgemeine Interesse mehr den Gradmessungen zuwandte.

Erst mit der Einführung kurzer, leichter Pendel durch v. Sterneck, die für Reisebeobachtungen sehr bequem sind und außerdem sehr genaue Messungen ermöglichen, nahmen die Schwerebestimmungen einen neuen Aufschwung.

Die zu Schwerkraftsbestimmungen erforderlichen Instrumente zeigt Tafel 4. Links von der Mitte des Bildes haben wir den Pendel-Apparat, der auf einem Kupferkonus als Stativ aufgestellt ist. Die Pendel hängen an vorspringenden Konsolen, die mit Achatlagern versehen sind, und schwingen in kleinen Kammern. Bei dem abgebildeten Pendelapparat können drei Pendel zur Verwendung kommen, in der vierten Kammer ist ein Thermometer aufgestellt, das ebenfalls die Form eines Pendels hat. Die Temperatur der Pendel muß sehr genau bestimmt werden, da sie einen großen Einfluß auf die Schwingungsdauer der Pendel hat.

Die Pendel selbst sind aus Messing, Phosphorbronze oder in neuerer Zeit auch aus einer Sorte von Nickelstahl, dessen Ausdehnungskoeffizient durch die Wärme sehr gering ist, angefertigt. Die Form der Pendel ist aus der Abbildung ersichtlich. Die Pendelstange trägt ein Gewicht in der Form eines abgestumpften Doppelkonus. Diese Form ist

gewählt, weil bei ihr der Einfluß des Luftwiderstandes beim Schwingen des Pendels gering ist. In die obere Fassung ist eine Achatschneide eingesetzt, mit der das Pendel auf seinem Lager ruht. Außerdem ist am Kopf des Pendels noch ein Spiegel befestigt; mit Hilfe des Fernrohres des Koinzidenz-Apparats werden dann die Schwingungen des Pendels beobachtet und nach der Koinzidenzmethode mit einer astronomischen Pendeluhr, die auf der Abbildung links zu sehen ist, verglichen. Der Gang dieser Pendeluhr wird durch astronomische Zeitbestimmungen kontrolliert.

An die Unveränderlichkeit des Pendels werden sehr große Ansprüche gestellt. Schon eine Längenänderung des Pendels von einigen zehntausendstel Millimetern ist bei mehrfacher Wiederholung der Beobachtungen sicher wahrnehmbar und bewirkt einen merkbaren Messungsfehler.

Die Prismen und Spiegeleinrichtung am Kopfe der Säule dient dazu, zu ermöglichen, daß man alle Pendel von einem Stande aus beobachten kann.

Um den Einfluß der Temperaturschwankung möglichst zu beseitigen, wird während der Beobachtungen auf dem vorspringenden Rand der Fußplatte des Apparats eine schwere, doppelwandige Metallglocke aufgesetzt, die mit den entsprechenden Fenstern für die Ablesungen versehen ist. Sie steht auf der Abbildung rechts auf dem Boden.

Pendelapparate dieser Art werden jetzt fast überall für die Schwerkraftmessungen verwandt; die älteren Formen werden kaum mehr gebraucht.

Mit einem solchen Apparat macht man relative Schweremessungen, d. h. man beobachtet zunächst auf einer Hauptstation, für die der absolute Wert der Schwerkraft bekannt ist, und dann an dem Orte, dessen Schwerkraft bestimmt werden soll. Die Beobachtungsmethoden sind gegenwärtig so ausgebildet, daß man innerhalb einer halben Stunde die Schwingungsdauer eines Pendels bis auf einige Zehnmillionstel der Zeitsekunde bestimmen kann.

Wie sehr die Ausführung von Schwerkraftbestimmungen durch die Einführung dieses Apparats belebt wurde, ergibt sich aus dem folgenden.

Für die Bestimmung des Abhängigkeitsverhältnisses der Schwerkraft von der geographischen Breite konnte Helmert im Jahre 1884 Messungen auf 122 Stationen verwenden.

Im Jahre 1891 war die Zahl der Stationen, an denen Schwerkraftmessungen ausgeführt waren, auf 350, im Jahre 1895 auf 860 und im

Jahre 1901 bereits auf 1395 angewachsen. Diese Messungen, die sich auf alle Länder der Erde verteilen, erhielten durch ihre Verbindung mit den europäischen Hauptstationen einen festen Zusammenhang, sodafs Helmert¹⁾ aus ihnen einen genaueren mathematischen Ausdruck für den theoretischen Wert der Schwerkraft in den verschiedenen Breiten ableiten konnte. In den letzten Jahren sind wiederum eine grössere Anzahl von Pendelbeobachtungen ausgeführt, sodafs wir jetzt die Schwere an mehr als 2000 über den ganzen Erdball verteilten Stationen kennen. Über die Resultate dieser Schwerebestimmungen wird fortlaufend in den Veröffentlichungen der Internationalen Erdmessung berichtet.

In welcher Weise können wir nun die Resultate der Schwerkraftmessungen zur Ermittlung der Massenverteilung in der Erdkruste verwerten?

Haben wir die Schwerkraft an einem Orte bestimmt und berechnen nun nach der Helmerischen Formel die Normalschwerkraft, so gibt uns die Differenz die Schwerestörung. Liegt der Beobachtungsort nicht im Meeresniveau, so können wir den Normalwert in doppelter Weise auf den Ort reduzieren, nämlich zunächst, indem wir die zwischen dem Meeresniveau und der Station gelagerten Massen unberücksichtigt lassen — die Differenz zwischen dem so gewonnenen Normalwert und dem Beobachtungswert nennen wir die totale Schwerestörung — oder indem wir auch die Anziehung der zwischengelagerten Masse noch berücksichtigen; wir nennen die Differenz dann die ideelle Schwerestörung.

Diese Störungen sind es nun, welche uns über die Massenverteilung in der Erdrinde Aufschluß geben. Ist nämlich der durch die Beobachtung ermittelte Wert der Schwerkraft grösser als der Normalwert, so ist die Dichte der Massen, aus denen die Erdkruste an dieser Stelle aufgebaut ist, grösser als die durchschnittliche Dichte der Masse der Erdkruste und umgekehrt.

Schon die älteren Messungen der Schwerkraft, die um die Mitte des vorigen Jahrhunderts in Indien und in den Gebieten des Himalaya ausgeführt wurden, brachten in Verbindung mit den dort gewonnenen Gradmessungsergebnissen ein bedeutsames Resultat. Die Beobachtungen an den Gebirgsstationen ergaben nämlich, dafs die beobachtete Schwerkraft im Vergleich zu der auf die entsprechende Höhe reduzierten

¹⁾ Helmert, F. R., Der normale Teil der Schwerkraft im Meeresniveau. Sitzungsberichte der Königl. Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. XIV, 1901.

Normalschwerkraft sehr viel zu klein war. Diese Tatsache brachte den Engländer Pratt¹⁾ auf den Gedanken, daß die sichtbar über den Meereshorizont emporragenden Massen der Gebirge durch unterirdische Defekte kompensiert werden, daß also die Erdkruste unterhalb der Gebirge aus einem weniger dichten Material bestehe.

Er nahm an, daß sich die Erdrinde bei ihrer Erstarrung aus einem flüssigen oder halbflüssigen Zustande in ungleichmäßiger Weise zusammengezogen habe, und daß sich dabei die weniger dichten Massen emporhoben und zu Gebirgen und Kontinenten wurden, während die dichten Massen hinabsanken und den Boden der Meere bildeten.

Diese berühmte Hypothese von der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste wurde später von Helmert²⁾ eingehend auf ihre Berechtigung geprüft. Nachdem er zunächst die grundlegenden mathematischen Entwicklungen für die Behandlung solcher Probleme aufgestellt hatte, untersuchte er 1890 die Schwerkraftsverhältnisse in drei Hochgebirgen, dem Himalaya, dem Kaukasus und den Tiroler Alpen, für welche Schwerkraftsmessungen vorlagen³⁾.

Für den Himalaya, der allerdings nur wenige Messungen aufwies, ergab sich folgendes. Unterhalb der 4700 m hoch gelegenen Station Moré findet sich ein ideeller Massendefekt, der den größten Teil der über dem Meeresniveau befindlichen Massen kompensiert. Der Defekt entspricht einer auf das Meeresniveau kondensiert gedachten Schicht von 4000 m Dicke und einer Dichte von $-2,4$. Die Messungen, welche in den letzten Jahren von englischen Offizieren in dem Gebiete des Himalaya ausgeführt sind, ergänzen und bestätigen die früheren Ergebnisse.

Die Untersuchung der Schwerkraftsverhältnisse im Kaukasus ergab, daß auch hier im allgemeinen die Massen über dem Meereshorizonte durch unterirdische Defekte kompensiert sind. Es scheint aber, als fänden die Massen des Kaukasus ihre Kompensation durch Defekte, die nicht gleichmäßig nördlich und südlich vom Kamm des Gebirges verteilt sind, sondern mehr nach Süden hin liegen.

Für die Tiroler Alpen lag ein sehr reiches Material von

¹⁾ Pratt, J. H., On the Variation of Gravity at Kaliana, Kalianpoor and Damargida, produced by the irregularities of the Earth's crust. Dehra 1869.

²⁾ Helmert, R., Mathem. u. physik. Theorien der höheren Geodäsie. Band II, Leipzig 1884.

³⁾ Helmert, R., Die Schwerkraft im Hochgebirge. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. 1890.

Schwerkraftsbestimmungen in den Messungen von v. Sternecks¹⁾ vor. Die Diskussion dieser Messungen führten Helmert zu dem Schluß, daß unterhalb der Tiroler Alpen zwischen Innsbruck, Landeck, Stilfser Joch und Bozen ein relativer Massendefekt in der Erdkruste vorhanden sei, der einer Schicht von 1200 m Dicke und $-2,4$ Dichtigkeit entspreche. Hiernach ist dieser Teil der Alpen nicht vollständig kompensiert, was vielleicht daher rührt, daß die Massendefekte sich in größerer Tiefe vorfinden. Bei den Alpen fällt übrigens nach den neueren Messungen²⁾ ebenfalls das Maximum des Defektes nicht mit der höchsten Erhebung zusammen, sondern ist etwas nach Norden verschoben. Nach Süden nimmt er dagegen rasch ab. In der Gegend des Garda-Sees ist sogar ein Massenüberschuß vorhanden, was auf die Art der Entstehung der Alpen durch von Süden nach Norden wirkende Schubkräfte hindeutet.

Die Untersuchung Helmersts führt also zu dem Resultat, daß bei edem der drei untersuchten Hochgebirge unterirdische Massendefekte durch die Schweremessungen ermittelt wurden, welche die Anziehung der Gebirgsmassen über dem Meereshorizont, wenn auch nicht immer vollständig, so doch angenähert kompensieren.

Die Prattische Hypothese hatte sich also für diese Gebirge als im allgemeinen richtig erwiesen.

Es ist hier noch hinzuzufügen, daß die einzelnen Gebirgsstöcke für sich allein nicht kompensiert sind, sondern nur das Gebirge im ganzen.

Man darf sich nun diese Massendefekte nicht als große Hohlräume denken, da sich diese in solcher Größe nicht würden halten können, selbst wenn sie mit Wasser oder hochgespannten Gasen angefüllt wären, sondern es genügt zur Erklärung der Defekte bereits die Annahme von Dichtigkeitsverminderungen im Betrage von wenigen Prozenten, dergestalt also, daß die Kontinente unterhalb der Hochgebirge ein etwas geringeres spezifisches Gewicht haben, als unterhalb der Niederungen.

Wir wollen uns nun zu den Schwerkraftsverhältnissen in Nord-Deutschland wenden. Wir verfügen hier hauptsächlich durch die Schwerkraftsmessungen des Kgl. Geodätischen Institutes zu Potsdam über ein reiches Material, aus dem sich interessante Schlüsse über den Aufbau

¹⁾ Sterneck, R. v., Untersuchungen über die Schwere auf der Erde. Mitteil. des K. K. Militär-Geogr. Instituts zu Wien. 1884 u. f.

²⁾ Messerschmitt, J. B., Relative Schwerebestimmungen. Das schweizerische Dreiecksnetz. Band 7, Zürich 1897.

der Erdkruste ziehen lassen. Das Wichtigste soll im Folgenden ganz kurz wiedergegeben werden.

Die ersten Serien der Schwerkraftsbestimmungen erfolgten in drei verschiedenen Meridianen.

Zunächst wurden auf 22 Stationen von der Ostsee bei Kolberg bis zur Schneekoppe¹⁾ Pendelbeobachtungen ausgeführt. Diese Beobachtungen (vergl. die graphische Darstellung auf Tafel 5, die, ebenso wie die folgenden, den Veröffentlichungen des Geodätischen Institutes entnommen ist) ergeben zunächst einen starken, etwa bei Ludwigsdorf im Riesengebirge beginnenden Überschufs, der sein Maximum bei Wolfersdorf in Nieder-Schlesien erreicht. Der Massenüberschufs ist hier gleich einer ideellen störenden Schicht von 430 m. Dieser Überschufs dehnt sich etwa bis zur Oder gleichmäfsig aus, nimmt dann ab und geht im Warthe- und Netze-Tal in einen Massendefekt über, der bis in den Kreis Regenwalde über Arnswalde hinaus anhält. Dann tritt wiederum ein Massenüberschufs ein, der rasch wächst und von Klorberg nördlich von Schivelbein an bis Kolberg ungefähr den gleichen Betrag von etwas über 200 m im Mittel hat.

Nach Deecke²⁾, der sich mit der geologischen Deutung der Schwerstörungen eingehend beschäftigt hat und dessen Angaben ich im folgenden wiederhole, stimmt dieses launenhafte Verhalten in ganzen und großen sehr gut mit den geologischen Vorstellungen über dieses Gebiet. Denn auf das Riesengebirge folgt gegen Norden ein abgesunkenes Gebirgsstück, die Fortsetzung der alten Gesteine des Erzgebirges. Dafs sich umgekehrt die skandinavischen uralten Massen bis in die nördliche deutsche Tiefebene unterirdisch fortziehen, ist ebenfalls mehrfach behauptet und höchst wahrscheinlich. Das erste pommersche Schweremaximum am Klorberge bei Schivelbein fällt zusammen mit der Entfaltung der oberen Kreide.

Die zweite Reihe von Beobachtungsstationen im Meridian Arkona-Elsterwerda³⁾ führt zu ähnlichen Ergebnissen. Zunächst haben wir auf Rügen von Arkona bis Bergen einen unterirdischen Massenüberschufs, der in Bergen sein Maximum erreicht hat und sich dann

¹⁾ Bestimmung der Polhöhe und der Intensität der Schwerkraft auf 22 Stationen von der Ostsee bei Kolberg bis zur Schneekoppe. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. Berlin 1896.

²⁾ In: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie-Beilage. Band XXII, Stuttgart 1906.

³⁾ Bestimmung der Polhöhe und der Intensität der Schwerkraft in der Nähe des Berliner Meridians von Arkona bis Elsterwerda. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. N. F. 9, Berlin 1902.

bis zum Stralsund erheblich vermindert. Rügen ist ein altes Schollenland, dessen Störungen bis in das jüngste Quartär hinaufreichen und dessen Sedimente durch das von NO kommende Inlandeis stark komprimiert wurden.

Das Gebiet von Stralsund bis Demmin nennt Deecke ein wohl im großen und ganzen stark denudiertes Schollenland von annähernd gleichartiger Zusammensetzung. Infolge der Zusammenpressung resultiert ein Plus, aber in gleichmäßigerer Verteilung. In Neustrelitz tritt dann ein Maximum ein, für das eine geologische Erklärung nicht gegeben werden kann. Von da ab bis Berlin sinkt dann die Größe der Schwerkraft wieder, das seitlich gelegene Potsdam fällt aus der Kurve heraus. In Mittenwalde, in der Nähe der Gipsmassen und der Salzstöcke von Sperenberg, haben wir dann wieder eine Verminderung der Schwere. Von da ab aber tritt eine starke Zunahme ein. Es ist die Gegend der versunkenen erzgebirgischen Vorlandsketten, das Gebiet der gewaltigen subhercynischen Braunkohlenlager, also ein Landstrich, der Nieder-Schlesien geologisch entspricht. Nach Elsterwerda zu zeigt sich wieder eine Abnahme der Schwere.

Im Meridian von Hadersleben bis Koburg¹⁾ haben wir zunächst bei Hadersleben ein starkes Maximum, das allmählich abnimmt bis zu dem Solquellenzuge des südlichen Holsteins bei Oldesloe.

Nach vorübergehender Zunahme im alten Elbtalgraben tritt eine zweite Abnahme bei Lüneburg ein, also auch in einer durch das Vorkommen von Gips und Salz ausgezeichneten Gegend.

Die Lüneburger Heide besitzt ziemlich gleichmäßige Schwere. Differenzen zeigen sich im Schollenlande Hannover und im nördlichen Vorlande des Harzes. Im Gegensatz zum Riesengebirge hat aber der Harz einen beträchtlichen Massenüberschuß, er ist also nicht kompensiert. Wir werden gleich darauf zurückkommen.

Die Schwerkraftsverhältnisse im Thüringer Wald dagegen zeigen, daß fast unterhalb des ganzen Gebietes Massendefekte vorhanden sind.

Die Schwerkraftsverhältnisse im Harz und in seiner Umgebung²⁾ sind von seiten des Geodätischen Institutes besonders eingehend untersucht. Haasemann, der hier die Messungen ausführte, bestimmte an 66 Orten die Schwerkraft. Die Resultate sind von Haasemann in den

¹⁾ Haasemann, L., Bestimmung der Intensität der Schwerkraft auf 55 Stationen von Hadersleben bis Koburg und in der Umgebung von Göttingen. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. Berlin 1899.

²⁾ Haasemann, L., Bestimmung der Schwerkraft auf 66 Stationen im Harz und seiner Umgebung. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. N. F. Nr. 19, Berlin 1905.

beiden Karten auf Tafel 6 gegeben, die die ideellen störenden Schichten im Meeresniveau und die totalen Störungen der Schwerkraft für das Harzgebiet darstellen und in denen die eingezeichneten Linien Orte gleicher Schwerkraft anzeigen. Die Karten, in die auch die bei der Schwerebestimmung Hadersleben—Koburg in das Harzgebiet fallenden Stationen aufgenommen sind, sind ohne weiteres verständlich; es soll daher nur auf einige Punkte besonders hingewiesen werden.

Zunächst zeigt besonders die zweite Karte sehr augenfällig, daß der Harz nicht durch unterirdische Massendefekte kompensiert ist, sondern daß er einen gewaltigen Massenüberschuß in der Erdkruste darstellt. Im Gebiet des Brockens entspricht der Überschuß der ganzen über der Meereshöhe emporragenden Gebirgsmasse.

Auffallend ist der starke Abfall der Schwerkraft vom Brocken nach Harzburg. Ungestörte Gebiete sind das Leine-Tal, dann die an den Nord- und Westrand des Harzes sich anschließenden Gebiete. Starke Störungen zeigen dagegen besonders einige Gebiete im Elb-Tal, dann auf engbegrenztem Raume die Stationen in der Nähe von Stafsfurt.

Der Verlauf der Schwerestörungen läßt sich nun nach Deecke in folgender Weise geologisch erklären.

Der Harz ist ein stark zusammengedrückter Horst, was die zahlreichen Druckklüfte, Erzgangssysteme, die Ruscheln und Druckschieferung beweisen. Dazu kommen in diesen Fällen erhebliche Massen spezifisch schwererer, basischer Gesteine, wie die Gabbros und die zahlreichen devonischen Diabase. Es ist hervorzuheben, daß die größte Schwere in das völlig zerrüttete Andreasberger Gebiet fällt, ferner daß sich die Schwerekurven dem Umriss des Harzes und keineswegs dem Schichtenstreichen anpassen, dann daß die Schwere nach aufsenhin abnimmt und in dem ruhigeren Lande zu beiden Seiten fast normal wird (bei Blankenburg sogar absolut).

Die starken Überschüsse nördlich vom Harz im Elbtal zwischen Zerbst und Dessau und bei Hohendodeleben, dann auch in der südöstlichen Verlängerung des Harzes geben eine hercynische Orientierung deutlich kund.

Genau dieselbe Verteilung zeigt sich südlich vom Harz.

Der Thüringer Wald ist ein alter Horst, von dem die Verwerfungen wegfallen, während z. B. im Harz die nördliche Randverwerfung unter die stehengebliebene Scholle einschiefert. Die Folgen sind hier eine Vermehrung, dort eine Verminderung der Schwere.

Wie in Nord-Deutschland, so steht uns auch in Süd-Deutschland, sowie in der Schweiz ein reiches Material von Schwerebestimmungen

zur Verfügung; die Zeit gestattet jedoch nicht, näher auf diese Untersuchungen einzugehen. —

Wir haben im Vorhergehenden gesehen, daß innerhalb der Kontinente die über dem Meereshorizonte heraustretenden Massen im allgemeinen kompensiert sind, daß also eine isostatische Lagerung der Massen vorhanden ist.

Wie verhalten sich nun aber Kontinente und Ozeane, in welcher Beziehung stehen sie zu einander? Ist vielleicht auch hier eine isostatische Massenlagerung vorhanden, sind also die Kontinente kompensiert, sodaß auch unter ihnen wie bei den Gebirgen Massendefekte, Auflockerungen der Erdkruste anzunehmen sind und sie somit keine wirklichen Massenanhäufungen in der Erdkruste darstellen?

Diese Frage ist von einer Reihe von Forschern behandelt.

Von den älteren Arbeiten sind hier besonders die Untersuchungen von Ph. Fischer und Listing zu nennen. Sie führten zur Aufstellung der Hypothese von der Depression der Ozeane im Vergleich zu einer mittleren ausgleichenden Ellipsoidfläche. Die Wassermassen der Ozeane sollten also durch die Kontinente angezogen werden und an den Küsten sich aufstauen.

Als Beweis dafür, daß eine solche Depression der Ozeane vorhanden sei, wurde angeführt, daß auf den kleinen ozeanischen Inseln die Schwerkraft größer sei als unter der gleichen geographischen Breite auf den Kontinenten.

Als Größe der Depression berechnete Listing hauptsächlich aus den Schweremessungen den Betrag zu rund 1000 m. Listing betrachtete die Hypothese von der Depression als so sicher gestützt, daß er die für die Berechnung des Erd-Ellipsoids beobachteten astronomischen Längen und Breiten wegen der Anziehung der Kontinentalmassen korrigiert wissen wollte.

Auf Grund eingehender theoretischer Erwägungen gelangte dagegen Helmert¹⁾ im Jahre 1884 zu der Ansicht, daß die Anschauungen Listings nicht zutreffend seien, sondern daß es sehr wahrscheinlich sei, daß die Kontinentalmassen keine Massenanhäufungen in der Erdkruste darstellen; denn wenn keine generelle Kompensation der Kontinentalmassen durch unterirdische Massendefekte vorhanden sei, so müsse die Schwerkraft auf den Kontinenten viel größer sein als auf den Ozeanen.

Die Messungen der Schwerkraft auf den kleinen ozeanischen Inseln ergaben aber nicht, wie zu erwarten war, einen Fehlbetrag,

¹⁾ Helmert, Fr. R., Theorien. Bd. II.

sondern, wenn man mit Faye¹⁾ die beobachtete Schwerkraft um die Anziehung des Inselfeilers verminderte, im allgemeinen eine Übereinstimmung der Schwerkraft mit der auf den Kontinenten. Helmert nahm daher mit Faye als wahrscheinlich an, daß die Kontinente im ganzen und großen überhaupt keine Störungsmassen sind, sondern, daß die Hypothese der isostatischen Lagerung der Massen auch für Ozeane und Kontinente in ihrer Beziehung zu einander Geltung habe.

Eine Entscheidung darüber, ob diese Anschauung völlig zutreffend sei, eine Antwort auf die für die Erdmessung so wichtige Frage: was bringt der Gegensatz von Festland und Meer für eine Wirkung auf die Meeresfläche hervor, konnte nur durch Schwerkraftsmessungen auf dem Ozean entschieden werden. War die Schwerkraft auf dem Ozean ebenso groß wie auf dem Kontinent, so war damit der Beweis für die Richtigkeit der erwähnten Hypothese gegeben.

Für die Bestimmung der Schwerkraft auf dem Meere ist die Benutzung eines Pendelapparats im allgemeinen natürlich ausgeschlossen, denn ein solcher erfordert eine sehr stabile Aufstellung. Allerdings hat die Polarfahrt Nansens einen wichtigen Beitrag zur Lösung dieser Frage über die Schwerkraftsverhältnisse auf dem Meere geliefert, die mit Hilfe von Pendelbeobachtungen auf festgefrorenem Schiff ermittelt wurden. Aber diese Methode ist natürlich nur für den kleinen Teil des Meeres, der zufriert, anwendbar.

Es gelang mir aber, auf einen anderen Wege zum Ziele zu kommen, den ich im folgenden kurz angeben will.

Bekanntlich läßt sich die Größe des Luftdruckes in verschiedener Weise bestimmen, wie z. B. durch Quecksilberbarometer, durch Aneroidbarometer oder auch durch Siedethermometer. Das Aneroidbarometer müssen wir aber für exakte Bestimmungen des Luftdruckes ausschalten, da es oft sprungweise seinen Stand ändert.

Die genaue Bestimmung des Luftdruckes geschieht gewöhnlich durch das Quecksilberbarometer. Aber auch mittelst des Siedethermometers kann man sehr genaue Luftdruckbestimmungen machen. Vergleicht man nun ein Quecksilberbarometer und ein Siedethermometer, geht dann an einen andern Ort, an dem die Schwerkraft verschieden ist und vergleicht wieder, so wird man eine Differenz zwischen den beiden Angaben finden. Die Differenz rührt daher, daß die Luftdruckmessungen des Quecksilberbarometers von der Schwerkraft beeinflusst werden, die des Siedethermometers aber nicht. Ist die Schwerkraft größer, so wird die Quecksilbersäule des Barometers stärker nach

¹⁾ Faye, Comptes Rendus 1880, Bd. 90 und 1883, Bd. 96.

unten gezogen, das Barometer zeigt bei demselben Luftdruck einen tieferen Stand. Bei geringerer Schwerkraft ist es umgekehrt. Diese Differenzen sind aber nicht erheblich. Am Pol, der das Maximum der Schwerkraft aufweist, zeigt das Barometer einen etwa 2 mm tieferen, am Äquator, wo die Schwerkraft am kleinsten ist, einen 2 mm höheren Stand als das Siedethermometer, wenn man von der Normalschwere unter 45° geographischer Breite ausgeht.

In dieser Weise hat zuerst Mohn¹⁾ eine Reihe von Schwerkraftsbestimmungen am Lande ausgeführt und die Methode selbst eingehend untersucht. Er erhielt dabei eine für meteorologische Zwecke völlig hinreichende Genauigkeit.

Es gelang mir nun, die Methode der Schwerkraftsbestimmung durch Vergleich von Siedethermometer und Quecksilberbarometer so auszuarbeiten, daß sie sich auch für Messungen auf dem bewegten Schiffe eignete. Um möglichst exakte Messungen zu erzielen und die Genauigkeit der Beobachtungen an den Siedethermometern und Quecksilberbarometern zu erhöhen, waren zunächst die Siedeapparate und ihre Behandlung weiter auszubilden, und es war ferner die Konstanz der Thermometer zu untersuchen.

Die größte Schwierigkeit lag in der Konstruktion des Quecksilberbarometers. Von besonders großer Bedeutung und eingehend zu untersuchen war der Einfluß der Schiffsbewegung auf das Barometer und die Frage, wie die Größe des „Pumpens“ des Barometers, das ja stets infolge der Auf- und Niederbewegung des Schiffes auftritt, beschränkt werden konnte, ohne eine Einbuße der Messungsgenauigkeit zu bewirken.

Durch einen besonderen Apparat, der die durch die Meeresdünung hervorgerufene Schiffsbewegung in der Vertikalen nachahmte, konnte das Barometer ähnlichen Bewegungen unterworfen werden, wie sie auf dem Meere zu erwarten waren. Es zeigte sich hierbei, daß das gebräuchliche Marinebarometer (nach dem Kew-Modell) den Anforderungen nicht entsprach.

Das Resultat aller dieser Untersuchungen war schließlich ein Quecksilberbarometer, das fortlaufend photographisch registrierte. Besonders die Einführung der Photographie ist von größter Bedeutung geworden und hat die Methode eigentlich erst für das Meer brauchbar gemacht. Denn es läßt sich so die Quecksilberhöhe selbst auf stark schwankendem Schiff mit einer Genauigkeit von $\pm \frac{1}{100}$ bestimmen,

¹⁾ Mohn, H., Das Hypsometer als Luftdruckmesser und seine Anwendung zur Bestimmung der Schwerekorrektion. Vid. Selsk. Skrifter. I. Math.-nat. Kl. 1899.

was sich bei Beobachtungen mit dem Auge an den pumpenden Barometern natürlich nicht annähernd erzielen läßt.

Auf Tafel 4 rechts befindet sich ein Bild des von mir zuletzt benutzten Barometer-Apparats. Eine Magnaliumplatte, die kardanisch in vier Kugellagern aufgehängt ist, trägt fünf Barometer, die bis auf einen feinen Längsspalt abgedeckt sind. Das Licht der Lampe fällt zunächst auf fünf Spiegel, die es auf die zugehörigen Beleuchtungslinsen werfen. Hierdurch wird die Beleuchtung der Barometer bewirkt. An der gegenüberliegenden Seite befinden sich fünf photographische Objektive, von denen jedes ein Bild des Spaltes des zugehörigen Barometers auf die mit einem Film bespannte Registriertrommel wirft. Dieses Spaltbild wird einerseits begrenzt durch einen festen Schirm, andererseits durch die Oberfläche des Quecksilbers in den Barometerrohren. Das Spaltbild wird unterbrochen von einer feinen Teilung, die sich auf dem Glasrohre des Barometers befindet. Dreht sich nun die Trommel, so erhält man ein von der Teilung durchzogenes Band auf dem Film, dessen Breite sich vergrößert oder verringert, je nachdem das Barometer fällt oder steigt.

Den Barometerstand erhält man durch Messung der Entfernung der von der Quecksilberoberfläche herrührenden Begrenzung des Bandes von dem nächsten Teilstrich.

Unten auf der Tafel 4 ist ein Stück eines solchen registrierten Bandes wiedergegeben; die wellenförmige Begrenzung der unteren Seite zeigt das Pumpen der Barometer, wie es durch das Auf- und Abgehen des Schiffes verursacht wird.

Das auf der Abbildung neben dem Barometerapparat stehende Schutzgehäuse, in das der schwingende Teil des Apparats zum Schutz gegen Wärmestrahlung eingeschlossen wird, trägt oben einen kleinen Apparat besonderer Konstruktion, einen Schwingungsmesser, der die Schwingungen, die die Barometer unter dem Einfluß der Schiffsbewegung machen, fortlaufend aufzeichnet und eine rechnerische Berücksichtigung ihres Einflusses gestattet.

Die ersten Schwerkraftsbestimmungen machte ich auf einer Reise nach Süd-Amerika¹⁾ und zurück im Auftrage der Internationalen Erdmessung, dieser großen Vereinigung, der fast alle zivilisierten Staaten der Welt angehören, und deren Zentralbureau mit dem Geodätischen Institut in Potsdam verbunden ist.

Die Messungen gelangen sowohl auf der Ausreise wie auch auf

¹⁾ Hecker, O., Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. N. F. No 11. Berlin 1903.

der Heimreise; sie ergaben als Resultat, dafs auf dem Atlantischen Ozean zwischen Lissabon und Bahia die Intensität der Schwerkraft annähernd normal ist.

Hiermit bestätigte sich für den durchfahrenen Teil des Atlantischen Ozeans die Hypothese von Pratt von der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste.

Es war nun zu untersuchen, ob die Prattsche Hypothese auch für die anderen Ozeane Geltung habe und also ein allgemein gültiges Gesetz darstellt. Ich machte daher in den Jahren 1904 und 1905 zur Ausführung von Schwerkraftsbestimmungen auf dem Meere eine Reise¹⁾, die zunächst von Bremerhaven durch das Mittelmeer und den Suezkanal nach Sydney und von dort über Neu-Seeland, Tutuila und die Sandwich-Inseln nach San Franzisko ging. Von San Franzisko fuhr ich dann nach Japan, wobei ich wiederum die Sandwich-Inseln berührte.

Sowohl auf dem Indischen Ozean, sowie bei der zweimaligen Durchkreuzung des Grofsen Ozeans gelangen die Schwerkraftsbestimmungen, ebenso die später auf der Rückreise von Japan nach Europa, sowohl in Japan als auch in China, Siam, Birma und Indien angestellten Schwerkraftsbestimmungen mit Hilfe des Pendelapparats.

Was die Schwerkraftsbestimmungen auf dem Grofsen und Indischen Ozean anlangt, so bestätigen die Messungen ebenfalls die Richtigkeit der Hypothese von Pratt. Es mufs also, wie die äufseren Kontinentalmassen annähernd durch Massendefekte, geringere Dichtigkeit der Erdkruste unter den Kontinenten kompensiert sind, ebenfalls auf der Tiefsee eine Kompensation durch die gröfsere Dichte des Meeresbodens stattfinden.

Da sich die Prattsche Hypothese von der isostatischen Lagerung der Massen sowohl auf den Kontinenten, als auch auf den drei Ozeanen als richtig erwiesen hat, so können wir sie jetzt als ein, abgesehen von gewissen Störungen, für den Aufbau der Erdkruste allgemein gültiges Gesetz betrachten.

Auch die Ozeane haben Stellen, wo die Kompensation unvollkommen ist. Das ist z. B. der Fall in der Nähe der Nordspitze von Neu-Seeland, wo ein grofses Massenüberschufs vorhanden ist; ein ge-

¹⁾ Hecker, O., Bestimmung der Schwerkraft auf dem Indischen und Grofsen Ozean und an deren Küsten. Zentralbureau der Internationalen Erdmessung. N. F. d. Veröff. No. 16. Berlin 1908.

waltiger Massendefekt dagegen zeigt sich bei der Tonga-Rinne, bekanntlich einer der tiefsten Stellen des Weltmeeres — ihre Tiefe beträgt etwa 9800 m —; einen sehr großen Massenüberschuß wiederum finden wir auf und in der Nähe der Sandwich-Insel Oahu.

Besondere Verhältnisse herrschen bei den Übergängen von den Kontinenten zur Tiefsee. Helmert leitete aus den Schwerkrachtsbeobachtungen ab, daß die Schwerkraft an den Küsten etwas größer ist als normal. Schiötz¹⁾ hat dann auf Grund theoretischer Überlegung geschlossen, daß die Störung sich noch eine Strecke weiter in die Flachsee fortsetzen muß, dann abnimmt, unter den normalen Wert sinkt und vermutlich etwas außerhalb des Fußes der Kontinente sein Minimum erreicht, worauf sie wieder zunimmt und bei weiterer Entfernung von der Küste auf der Tiefsee wieder bis zum normalen Wert anwächst. Wie er ferner zeigte, bestätigen meine Messungen auf dem Atlantischen Ozean seine Ansicht völlig. Wir können also die Erdoberfläche nach ihren Schwerkrachtsverhältnissen in vier verschiedene Gebiete teilen, nämlich die folgenden:

1. Das Innere der Kontinente: Schwerkraft normal.
2. Küsten und Flachsee: „ größer als normal.
3. Beginn der Tiefsee: „ kleiner als normal.
4. Tiefsee: „ normal.²⁾

Nachdem die Frage über die Schwerkrachtsverhältnisse auf den Ozeanen generell gelöst ist, wird jetzt mit dem Detailstudium der Schwereverteilung begonnen werden. Zunächst werden die Beobachtungen auf dem Schwarzen Meere ausgeführt werden und zwar werden sie bereits in Kürze beginnen²⁾).

Wir wollen uns nun der Frage zuwenden, bis zu welcher Tiefe sich die Kompensation vollzieht.

Für die Tiroler Alpen nimmt Helmert als wahrscheinlich an,

¹⁾ Schiötz, O.E., Results of the Pendulum Observations and some Remarks of the Constitution of the Earth's crust. (The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896, VIII, 1900 und: Die Schwerkraft auf dem Meere längs dem Abfall der Kontinente gegen die Tiefe von Christiania 1907.)

²⁾ Die Untersuchungen sind inzwischen von mir ausgeführt worden. Von dem Kaiserlich Russischen Marine-Ministerium war mir für diese Zwecke einer der großen Dampfer der Flotte des Schwarzen Meeres, die „Pruth“, (5500 Reg.-Tons) zur Verfügung gestellt. Während eines mehrwöchentlichen Aufenthaltes an Bord dieses Dampfers konnte ich ein reiches Beobachtungsmaterial sammeln, das nicht nur die geotektonischen Verhältnisse des Schwarzen Meeres betrifft, sondern hoffentlich auch noch zur Klärung verschiedener anderer Fragen beitragen wird.

dafs die Kompensation der Massen sich bis zu etwa 100 km Tiefe vollzogen hat.

Ein Wert, der hiermit gut übereinstimmt, wurde von Tittmann und Hayford für den Nordamerikanischen Kontinent ermittelt. Diese Berechnungen gründen sich nicht auf Schweremessungen, sondern auf ein sehr reichhaltiges Material von Lotabweichungen. Das Resultat dieser umfangreichen Arbeit ist, dafs sich in Nord-Amerika die Kompensation der Massen im Durchschnitt bis zu einer Tiefe von 114 km vollzogen hat. Es ist als sicher anzunehmen, dafs die Tiefe nicht weniger als 80 km und nicht mehr als 160 km beträgt. Dabei ist die Differenz zwischen der vollkommenen und der vorhandenen Kompensation nur etwa ein Zehntel.

Übrigens kann man nicht annehmen, dafs die Kompensation sich an allen Stellen in der Erdkruste bis zu genau derselben Tiefe erstreckt, sondern es werden auch hierbei gröfsere oder geringere lokale Abweichungen vorhanden sein.

Wir sahen im Vorhergehenden, dafs die Massenverteilung in der Erdkruste nicht immer genau der Hypothese von Pratt entspricht, sondern dafs sich Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustande der Erdkruste finden. Ein Beispiel für eine solche Störung hatten wir schon im Harz, der garnicht kompensiert ist. Die Erdkruste hat hier also ein gewaltiges Gewicht zu tragen; der Harz müfste versinken, falls die Erdkruste unter ihm nicht eine sehr grofse Festigkeit hätte. Da aber das Gebiet des Harzes nur eine geringe Ausdehnung hat, so ist die elastische Beanspruchung der Erdkruste nicht so grofs, dafs sie dem Drucke nachgeben müfste. Es treten vor allem keine erheblichen seitlichen Drucke auf. Ganz anders ist es, aber bei den Störungsgebieten von grofser Ausdehnung. So haben wir ein Störungsgebiet zwischen England und dem Ural, ein Gebiet, das eine Länge von mehr als 4000 km und eine Breite von mindestens 1000 km Ausdehnung hat. Der Massenüberschufs entspricht einer Schicht von rund 500 m. „Obgleich diese Dicke“, so führt Helmert¹⁾ aus, „im Vergleich zur Stärke der Erdkruste, welche Wiechert nach seismologischen Untersuchungen ungefähr zu 30 km annimmt, sehr gering (kaum 2 Prozent) ist, so wird doch bei der Gröfse der Flächen, über die sich die Störung erstreckt, die elastische Beanspruchung der oberen Erdschichten wohl eine recht bedeutende sein. Es wird zu untersuchen sein, ob

¹⁾ Helmert, F. R., Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustande der Erdkruste. Sitzungsberichte der Königl. Preussischen Akademie der Wissenschaften. XLIV, Berlin 1908.

zur Herstellung des Gleichgewichts die Annahme einer 30-km starken Kruste, die auf einer sehr nachgiebigen Magmaschicht ruht, ausreicht, oder ob nicht entweder eine weit stärkere Kruste anzunehmen ist, oder auch für die Magmaschicht elastischer Widerstand vorauszusetzen ist, der nur im Laufe vielhundertjähriger Beanspruchung zum Weichen gebracht wird. Das letztere dürfte wohl das Richtige sein. Eine Niveaufläche mit überall gleichem Drucke würde sich dann überhaupt nur näherungsweise in einiger Tiefe unter der Kruste vorfinden“.

Wie schon die tektonischen Erdbeben beweisen, sucht die Erdkruste fortdauernd die in ihr vorhandenen Spannungen auszugleichen. Naturgemäß werden diese Ausgleichungen hauptsächlich an denjenigen Stellen erfolgen, an denen die Erdkruste die geringste Festigkeit besitzt, also an den Rändern der Schollen, aus denen man sich die Erdkruste zusammengesetzt denken kann. Unter sonst gleichen Verhältnissen wird aber eine besonders große Tendenz zu solchen Ausgleichungen vorhanden sein an den Orten, wo die isostatische Lagerung der Erdkruste nicht erfüllt ist und größere Störungen aufweist. Eine solche Stelle ist zum Beispiel die Tonga-Rinne.

Ich konnte hier, wie schon oben bemerkt, eine große Störung in der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste feststellen. Der Massendefekt entspricht einer auf das Meeresniveau kondensierten Schicht von mehr als 2000 Metern. Wie die neueren Erdbebenbeobachtungen ergeben haben, bildet nun die Tonga-Rinne den Sitz einer der gewaltigsten Erdbebenherde, die sich auf der Erde vorfinden. Das Streben der Massen, eine der Isostasie entsprechende Lage einzunehmen, zeigt sich hier somit in bemerkenswerter Weise.

Es muß aber besonders hervorgehoben werden, daß durchaus nicht alle tektonischen Beben durch Unvollkommenheiten der Isostasie veranlaßt werden, sondern ihr Auftreten wird noch durch andere Ursachen bedingt, die zum Teil wenig bekannt sind.

Die mehr oder weniger plötzlich sich vollziehenden Lagenänderungen der Massen sind leicht durch Messung festzustellen. Erheblich schwerer ist der Nachweis der sich über lange Zeiträume — Jahrhunderte — erstreckenden Änderungen in der Massenordnung, hervorgerufen durch das Streben nach isostatischer Lagerung. Da sich solche Ausgleichungen auch an der Erdoberfläche durch Senkungen und Hebungen kennzeichnen müssen, so haben wir ein geeignetes Mittel für solche Untersuchungen in dem Präzisionsnivellement: auch sehr kleine Höhenänderungen innerhalb der Kontinente können hierdurch mit großer Genauigkeit ermittelt werden.

Die Verteilung der Bevölkerung in der Provinz Schlesien.

Von Dr. M. Groll in Berlin.

(Hierzu Tafel 7.)

Die vorliegende Volksdichtekarte ist ursprünglich als Nebenkärtchen zu einer neuen Wandkarte von Schlesien entstanden. Da zurzeit noch keine Bearbeitung der Volksdichte des Gesamtgebiets existiert, so glaubte ich, sie auch hier veröffentlichen zu sollen¹⁾. Sie wird ihren Zweck der Veranschaulichung erfüllen, solange bis eingehendere Untersuchungen von Einzelgebieten vorliegen.

Die Herstellung der Zeichnung geschah in folgender Weise. Die betreffenden Blätter der Topographischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1 : 200 000 wurden mit einem Gradnetz von 5 zu 5 Minuten sowohl der Länge als der Breite nach überzogen. Dann wurden die Einwohnerzahlen sämtlicher Gemeinden und Güter von über 50 Einwohnern, auf Hunderte abgerundet, aus den Volkszählungsergebnissen vom Jahre 1905 in die so entstandenen Rechtecke dieser Karten neben die entsprechenden Ortszeichen eingetragen. Wenn die Karten nicht alle Namen aufwiesen, wie z. B. im oberschlesischen Industriebezirk, so mußte die Generalstabskarte 1 : 100 000 zur Ergänzung dienen. Lag ein Ort zu beiden Seiten einer Gradnetzlinie, so wurden die Einwohner schätzungsweise auf die zwei Karrees verteilt. Aus der Summe der in einem Rechteck eingeschriebenen Ortseinwohner ergab sich dann die Zahl der Bewohner eines Quadratkilometers durch Division dieser Summe durch die Anzahl der Quadratkilometer des Karrees. Auf diese Weise entstanden eine Reihe von Einwohnerzahlen auf den Quadratkilometer, die in die Rechtecke eingeschrieben wurden. Dann wurden diese Ziffern wie Höhenkoten behandelt, d. h. als Punkte be-

¹⁾ Die Karten und Tabellen der Festschrift des Königl. Preufs. Statistischen Bureaus (1905) sowie des Kais. Statistischen Amtes in: Vierteljahrshefte zur Statistik des Deutschen Reichs 1908, 17, Heft 1 enthalten nur die Volksdichte der einzelnen Kreise; da damit aber keinerlei geographische Schwellenwerte gegeben sind, so sind sie nur von beschränktem Werte.

trachtet, zwischen welche die Linien gleicher Volksdichte durch Interpolation eingezeichnet wurden. Selbstverständlich wurde dabei nicht schematisch verfahren, sondern auf die Verteilung der Siedelungen noch Rücksicht genommen. Bei der Berechnung der Volksdichte wurden ausgeschlossen 1) alle geschlossenen Orte mit über 5000 Einwohnern, 2) alle größeren geschlossenen Waldungen und 3) die größeren nicht dauernd bewohnbaren Gebiete, wie z. B. der Sprottebruch. Sowohl diese Orte als auch die großen Wälder und unbewohnten Gebiete sind gesondert dargestellt. Die vorliegende Karte ist nach einem Original im Maßstabe 1 : 1 000 000 photographisch reduziert.

Es sei mir noch vergönnt, hier die Gründe zu entwickeln, die mich veranlaßt haben, dieses Verfahren zu wählen. Maßgebend war zunächst die Frage, mit welchen Hilfsmitteln der Reproduktion soll die Darstellung der Volksdichte geschehen? Aus Gründen, die nicht hierher gehören, mußte auf das Kolorieren der Volksdichtestufen verzichtet werden, die gesamte Zeichnung durfte nur in Schwarz durchgeführt sein. Infolgedessen mußten die Stufen durch schwarze einfache und gekreuzte Strichlagen bezeichnet werden, die größere Volksdichte durch engere und kräftigere Schraffuren als die schwächer besiedelten Gebiete. Es folgte daraus die weitere Frage, wie groß darf das kleinste Gebiet sein, wenn es, mit diesen Hilfsmitteln dargestellt, immer noch klar leserlich erscheinen soll? Es sind insgesamt fünf Volksdichtestufen, und — um eine gute Lesbarkeit für eine jede zu erzielen — ist dann als weiteste Schraffur eine mit etwa $\frac{3}{4}$ bis 1 mm breiten weißen Zwischenräumen zwischen den Strichen zu wählen. Um ein sehr kleines Gebiet deutlich zu bezeichnen, ist es nötig, mindestens drei solche Schraffurstriche darauf unterzubringen¹⁾. Daraus geht hervor, daß das kleinste gut dargestellte Gebiet unserer Karte mindestens 3 mm Seitenlänge besitzen muß (siehe z. B. bei Weißwasser). Drei Millimeter in 1 : 1 500 000 sind 4,5 km in der Natur. Die verwendeten 5 Minuten-Felder der Generalstabkarte (s. o.) haben Seitenlängen von etwa 9 × 6 km. Die Darstellung dieser Karrees durch Schraffur in 1 : 1 500 000 liegt also bereits nahe den Grenzen der Möglichkeit. Nun werden aber nicht diese Rechtecke, sondern abgerundete Flächen wiedergegeben. Diese Flächen müssen nach obengesagtem möglichst groß sein, um ein kartographisch übersichtliches Bild zu gewinnen. Wenn es also auch ein Fehler sein mag, die Einwohner-

¹⁾ Es könnte natürlich auch ein Strich darauf liegen, und die Zugehörigkeit des Gebietes zu einer bestimmten Stufe wäre auch noch kenntlich bei näherer Betrachtung. Nur würde niemals ein ruhiges Bild und eine flächenhafte Wirkung verbunden mit deutlicher Stufenwirkung beim Beschauer damit erzielt.

zahlen dieser 5 Minuten-Felder wie Höhenkoten zu betrachten, so verliert dieser Fehler an Gewicht durch die Notwendigkeit des Generalisierens für unseren Maßstab, das bereits bei dieser Methode notwendig ist. Durch die Verwendung kleinerer Gradfelder als Ausgangseinheiten könnte man sehr wohl die hier gegebenen Volksdichtestufen im einzelnen noch mehr gliedern, der größte Teil müßte jedoch bei der Reduktion auf 1 : 1 500 000 verschwinden, da eine gewisse Größe der kleinsten darzustellenden Flächen stets vorauszusetzen ist. Die Berechnung und Zeichnung der Volksdichte auf Grund der Gemeinde-Areale würde aus demselben Grunde nur unnötig viel Arbeit verursachen, die in dem kleinen Maßstabe verloren ginge; dieses Verfahren lohnt sich erst bei größeren Maßstäben von 1 : 500 000 an. Selbst bei Verwendung von Farben zum Anlegen der Gebiete wäre das erzielte Mehr in der Darstellung nur ein Mehr an Detail.

Das kartographische Generalisieren ist selbst bei Verwendung der sorgfältigsten Arbeitsmethoden immer eine subjektive Tätigkeit. Zwei Bearbeiter eines und desselben Gebietes werden daher stets im Detail etwas voneinander abweichende Linien erhalten, gleichgültig, ob sie dasselbe Verfahren oder zwei verschiedene Methoden anwenden. Es ist daher von einer Neubearbeitung desselben Gebiets durch andere von vornherein zu erwarten, daß nur die großen Züge des Bildes beim Vergleich mit unserer Karte sich decken. Aus diesem Grunde scheint es mir aber auch müßig, sich mit der Erfindung einer absoluten Methode der Volksdichte-Darstellung und -Berechnung abzumühen. Außer den Mängeln, die dem Generalisieren für einen kleinen Maßstab anhaften, spielen auch noch die Fehler eine Rolle, die durch Papierverzerrung, breite Flüsse (!) und kleinere unvermeidliche persönliche Fehler beim Konstruieren und Zeichnen entstehen. Ich schätze den Maximalfehler der Karte auf 1 mm: das heißt also, Karrees von 1 mm Seitenlänge (in der Natur von 1,5 km Seitenlänge) sind in der Karte nicht mehr mit Sicherheit darstellbar.

Aus allen diesen Erwägungen geht hervor, daß die Zuverlässigkeit des hier erörterten Verfahrens die Grenzen der Darstellungsmöglichkeiten erreicht. Da aller Wahrscheinlichkeit nach in nicht allzu langer Zeit Volksdichtearbeiten auch über Einzelgebiete Schlesiens durchgeführt werden, so dürfte es dann möglich sein, Ergebnisse, die auf anderem Wege gewonnen wurden, mit den hier vorgelegten zu vergleichen. Decken sich dann die beiden Bilder in den großen Zügen, so ist die hier erörterte einfache Methode so lange die bessere, bis mit einem noch einfacheren Verfahren dieselben oder annähernd dieselben Ergebnisse für einen gleichen Kartenmaßstab erzielt werden, nach dem Prin-

zip der Erreichung des größtmöglichen Nutzeffekts bei möglichst geringem Arbeitsaufwand.

Die Verteilung der Bevölkerung. Die Volksdichtekarte zeigt zunächst die Anhäufung der Menschen in der Gebirgszone Schlesiens und in ganz Ober-Schlesien, während in Nieder-Schlesien etwa nordwärts einer Linie Görlitz—Breslau—Kreuzburg ein breiter Streifen geringster Bevölkerungsdichte sich hinzieht. Innerhalb dieses Streifens wohnen nur lokal — z. B. im Bober-Gebiet und bei Glogau und Grünberg — mehr als 50 Einwohner auf dem qkm. Immerhin ist es bemerkenswert, daß weder hier noch sonstwo in einem nennenswert großen Gebiet¹⁾ Schlesiens die Volksdichte unter 25 sinkt, es sei denn, daß man die großen Waldungen als Siedelungsflächen ansieht. In ihnen wohnen meist noch nicht einmal 5 Menschen auf dem qkm. Es sind drei große Waldgebiete zu unterscheiden. Erstens die öden Wälder der Niederschlesischen Heide, zweitens die Waldungen auf den Höhen des Riesen- und Eulengebirges sowie des Glatzer Gebirgslandes, drittens die ausgedehnten Wälder Ober-Schlesiens, letztere, wie bekannt, im Besitze einer geringen Anzahl Großgrundbesitzer sowie des Fiskus.

Längs der gebirgigen Südwestgrenze Schlesiens und im größten Teile Ober-Schlesiens steigt die Volksmenge auf 100—200 und mehr auf den qkm. Es ist dabei auffallend, daß die Anhäufung der Menschen in den Gebirgen scheinbar fast unbekümmert um die Höhenlage einsetzt. Da diese Gebirgszone von überwiegend industrie- und gewerbetreibender Bevölkerung bewohnt ist (Fabrik- und Heimarbeiter in Leinenweberei, Baumwoll-Spinnerei und -Weberei, Holzverarbeitung u. s. w.), so ist die Erklärung der Volksanhäufung nahegelegt²⁾. Anders in Ober-Schlesien, wo nur die eigentlichen engeren Industriegebiete bei Beuthen u. s. w., Rybnik, Malapane-Tal und beim Eintritt der Oder in Schlesien von überwiegend industrieller Bevölkerung eingenommen werden, während die übrigen Kreise dieses Regierungsbezirkes von überwiegend Landwirtschaft treibender Bevölkerung bewohnt sind. Trotzdem ist aber eine dichte Besiedelung, stellenweise sogar eine sehr große Volksmenge festzustellen, so z. B. in den beiden Bezirken nördlich und südlich

¹⁾ Westlich von Militsch befindet sich ein solches Gebiet mit 10—20 Einwohnern auf den Quadratkilometer. Es ist etwa 100 qkm groß. Da es das einzige von dieser Größe ist, so unterblieb die Aufstellung einer besonderen Stufe dafür. Die Stufe „unter 50 Einw.“ könnte deshalb ebenso gut mit „25—50 Einw.“ bezeichnet werden.

²⁾ s. Abbild. 2, Tafel 7. Diese Karte ist hauptsächlich auf Grund der Festschrift des Kgl. Preufs. Statistischen Bureaus sowie des Gemeinde-Lexikons für die Provinz Schlesien entworfen.

von Ratibor mit 200—300 Einwohnern. Innerhalb der Industriegebiete der schlesischen Gebirge und Ober-Schlesiens fallen in der Volksdichtekarte die Waldenburger und Beuthener Umgebung durch ihre große Volksdichte und durch die Häufung großer Orte auf. Trotzdem gibt die Karte hier immer noch kein recht zutreffendes Bild der Volksmenge und -dichte. So müßte z. B. für den Beuthen-Kattowitzer Bezirk durch Mitverteilung der Bevölkerung ihrer großen Orte auf die Fläche eine Volksdichte von über 2000 Menschen auf den qkm angegeben werden. Noch viel größer ist die Volksdichte in dem allerdings sehr kleinen Waldenburger Becken. Sie würde hier — unter Einbeziehung aller Orte — über 14000 Einwohner auf den qkm betragen. Damit dürfte dieser Bezirk kaum hinter irgend einem anderen europäischen Industriebezirk zurückstehen. Dieses wie auch die Beuthen-Kattowitzer Gegend und die nähere Umgebung von Rybnik sind die Hauptsitze des Bergbaues auf Steinkohlen und Erze, sowie der daraus sich ergebenden Hüttenindustrien. Sie haben innerhalb weniger Jahrzehnte erst, unterstützt durch die Entwicklung der Eisenbahnen, diese Menschenanhäufungen hervorgerufen. (Der Bergbau selbst ist allerdings schon Jahrhunderte alt.)¹⁾ Hauptsächlich durch Hüttenindustrien (auch Glashütten) ist auch die größere Volksdichte im Malapane-Talzug u. a. veranlaßt. Da einerseits die Hüttenindustrie im Malapane-Gebiet mit schwierigeren Daseinsbedingungen als die des Kohlengebiets zu kämpfen hat und da andererseits die Bergwerkszone von Beuthen-Kattowitz durch die Erschließung neuer Bergwerke nach Rybnik zu sich fortwährend erweitert, so muß es interessant sein, in etlichen Jahrzehnten die dadurch veranlaßte Bevölkerungsverschiebung an einer neuen Volksdichtekarte zu studieren. Auffallend ist jedenfalls bereits die Entwicklung der letzten Jahrzehnte.

Folgende Tabelle möge einen Überblick über das Wachstum der Volksmenge seit 1871 geben:

	Ortsanwesende Bevölkerung am 1. Dez.		Zunahme	Volksdichte pro qkm ²⁾	
	1871	1905		1871	1905
Prov. Schlesien	3 707 000	4 943 000	1 236 000	92	122
Rgbz. Breslau	1 415 000	1 774 000	359 000	105	131
„ Liegnitz	983 000	1 133 000	150 000	72	83
„ Oppeln	1 310 000	2 036 000	726 000	98	154

¹⁾ s. die Schilderung der Entwicklung in Partsch, Schlesien. Breslau, 1903.

²⁾ Bei dieser Ziffer ist die gesamte Volksmenge (einschließlich der Städte) auf das gesamte Areal verteilt gedacht. Die Zahlen stammen aus dem Gemeinde-Lexikon für die Provinz Schlesien, bzw. sind sie daraus abgeleitet.

Hiernach hat sich insbesondere die Bevölkerung des Regierungsbezirks Oppeln vermehrt. Die Volksdichte dieses Regierungsbezirks erhob sich im Jahr 1871 nur wenig über die mittlere Volksdichte der ganzen Provinz, auch an Zahl der Einwohner stand er noch weit hinter dem Breslauer Bezirk zurück. 1905 hat sich das Verhältnis vollständig verschoben. Ober-Schlesien nimmt nun mit 2 036 000 Einwohnern in Schlesien die erste Stelle ein ($\frac{2}{3}$ der Gesamtbevölkerung), und die mittlere Volksdichte ist von 98 auf 154 auf den qkm emporgeschnellt, sowohl die Volksdichte der Provinz als auch der anderen beiden Regierungsbezirke bei weitem überholend. Die Gesamtzunahme des Regierungsbezirks Oppeln beträgt also für diese 34 Jahre rund 725 000 Menschen; davon entfallen aber allein 510 000 Zunahme auf die sieben Kreise, die den dichtest bevölkerten engeren Industriebezirk unserer Karte bilden (St.-Kr. Gleiwitz, St.-Kr. und L.-Kr. Beuthen, Königshütte, Zabrze, St.-Kr. und L.-Kr. Kattowitz). Im Jahr 1871 wiesen diese Kreise bereits eine Volksdichte von über 600 Einwohnern auf den qkm auf, heute über 2000¹⁾!

Viel größer noch war und ist die mittlere Volksdichte in dem allerdings sehr kleinen Waldenburger Becken. Hier lebten 1871 etwa 9000 Menschen auf den qkm, 1905 über 14 000¹⁾. Obwohl hier in der Hauptsache nur Steinkohlen gefördert werden, so ist doch die Zunahme größer als im Beuthener Bergwerksbezirk, da einmal das zur Verfügung stehende Gebiet beschränkt ist und da andererseits auch die Entwicklungsmöglichkeiten, insbesondere die Lage zum Absatzmarkte günstiger wie in Ober-Schlesien sind. Die Weiterentwicklung des Bergbaus und, damit Hand in Hand gehend, die Volksanhäufung scheint neuerdings von Waldenburg aus in südöstlicher Richtung vor sich zu gehen. In der Nähe von Neurode ist bereits ein neues Volksdichte-Zentrum entstanden.

Das dritte Gebiet größter Volksdichte ist die Stadt Breslau. Bei Großstädten sind wir schon riesenhafte Entwicklungen gewöhnt, so daß uns ein Wachstum der Einwohnerzahl des Stadtkreises Breslau von 213 000 Einwohnern (1871) auf 470 000 (1905) nicht mehr so überraschend vorkommt, zumal hier Eingemeindungen sicher eine große Rolle mitspielen. Mir scheint es sogar fast ein bedenkliches Zeichen, daß der gesamte Regierungsbezirk 360 000 Menschen Zunahme zeigt, von denen bereits 260 000 auf die Vergrößerung Breslaus entfallen. Im allgemeinen kann angenommen werden, daß eine stark anwachsende Bevölkerung das Anzeichen des wirtschaftlichen Prosperierens ist. Dem-

¹⁾ Bei Einbeziehung aller Orte, jedoch unter Ausschluss des Waldes.

gegenüber deutet der Stillstand oder gar Rückgang der Bevölkerungsziffer eines Gebiets zum mindesten darauf hin, daß die Volksmenge wahrscheinlich anderwärts bessere Lebensbedingungen findet oder sucht. Danach müßte der größere Teil des Regierungsbezirks Breslau ungünstigere Lebensbedingungen aufweisen als die Gebiete mit Volkszunahme; denn alle seine überwiegend von landwirtschaftltreibender Bevölkerung bewohnten Kreise, die mit großer Garten- und Obstkultur nicht ausgenommen, zeigen eine stillstehende oder rückgängige Volksziffer. Ausgenommen sind davon die Landkreise Breslau und Strehlen. Die Zunahme des ersteren ist wohl auch nur der Nähe der wachsenden Großstadt zuzuschreiben, während in seinem eigentlichen Landgebiet wahrscheinlich ebenfalls Abwanderung Platz greift. Zu diesen Gebieten der Abwanderung gehören alle daran angrenzenden Landkreise des Rgbz. Liegnitz sowie die oberschlesischen Kreise Falkenberg und Grottkau (Siehe die Gebiete mit rückgängiger Bevölkerungsziffer auf Abbild. 2, Tafel 7.)

In den hier angezogenen 22 Landkreisen betrug die Bevölkerungsabnahme in den 34 Jahren 1871—1905 rund 60 000 Menschen, davon kommen allein 40 000 Abnahme auf den Regierungsbezirk Breslau. Wenn wir annehmen, daß die Zunahme der Bevölkerung um 1 236 000 Einwohner in der ganzen Provinz Schlesien ein normales Zunehmen bedeute, so daß man also für je 100 000 Menschen im Jahre 1871 etwa 33 000 Zunahme bis 1905 rechnen könnte, so würde das für diese 22 Kreise (mit 1 057 000 Einwohnern im Jahre 1871 und 998 000 im Jahre 1905) ein Minus gegenüber dem Sollbestand von $33\,000 \times 10,57 = 350\,000$ zuzüglich der oben festgestellten 60 000 Bevölkerungsrückgang — also insgesamt etwa 400 000 Menschen — ergeben; für den Regierungsbezirk Breslau nach derselben Weise gerechnet 270 000 Menschen. Wenn diese Zahlen auch nur ganz rohe Schätzungen bedeuten und wenn man die Fehlerquellen dabei als sehr groß annimmt, eines bleibt ganz sicher, in der Zeit 1871—1905 haben diese Gebiete einen furchtbaren Menschenverlust erlitten. Da diese Berechnungen hier nur für die Kreise durchgeführt sind, so wäre es sicher interessant, einmal durch Vergleich der Gemeinde-Einwohnerzahlen an Hand der Statistiken für 1871 und 1905 die Gebiete des Bevölkerungsrückganges im einzelnen und nach dem Grade der Verluste kartographisch festzustellen. Zweifels- ohne weisen diese Kreise einesteils auch beschränkte Gebiete mit Zunahme auf, anderenteils dürften aber die Gebiete mit Stillstand oder Rückgang auch in hier nicht erreichbare Kreise hineinreichen. Wahrscheinlich erklärt sich auf diese Weise der Rückgang auch in überwiegend industriellen Kreisen, z. B. in Kreis Löwenberg (Abbild. 2, Tafel 7).

Wie die Karte der Sprachenverteilung¹⁾ zeigt, ist der größte Teil Ober-Schlesiens, etwa $\frac{1}{8}$ der Fläche Gesamt-Schlesiens, von überwiegend polnischer Bevölkerung bewohnt, obgleich allerdings die Deutschen hier noch eine starke Minderheit bilden. Im Regierungsbezirk Oppeln sind von 2 036 000 Einwohnern 1905 757 000 Deutsche, 1 753 000 Polen, also ist immer noch eine Minderheit von mehr als $\frac{1}{8}$ vorhanden. In den Regierungsbezirken Breslau und Liegnitz treten die Polen ganz zurück: hier lebten 1905 insgesamt nur 62 000 Polen. Über ihre Zunahme seit 1890 hat Broesike²⁾ Erhebungen angestellt. Danach nimmt die polnische Bevölkerung im Regierungsbezirk Oppeln schneller zu als die deutsche, und zwar geschieht dies trotz ihrer bedeutenden Abwanderung, wie es scheint, hauptsächlich infolge der stärkeren natürlichen Bevölkerungsvermehrung der Polen.

Die Zahl der Tschechen und Mährer in den Kreisen Ratibor und Leobschütz beträgt etwa 60 000. Sie sind hauptsächlich Landwirte und Obstzüchter. Noch kleiner — etwa 24 000 — ist die Zahl der Sorben (Wenden) im Kreise Hoyerswerda. Trotz ihrer abgelegenen Wohnsitze dürfte ihre Sprache dem Untergang geweiht sein, sobald erst durch die Erschließung der hier gelegenen Braunkohlengebiete eine beweglichere Bevölkerung herangezogen wird.

¹⁾ Dieses Kärtchen (Abbild. 3, Tafel 7) beruht auf der Volkszählung von 1900. Die seitdem eingetretenen Verschiebungen dürften sich in diesem kleinen Maßstabe überhaupt nicht mehr darstellen lassen; es ist deshalb auch hierfür noch vergleichbar.

²⁾ Die Binnenwanderungen im Preussischen Staat. Zeitschr. des Kgl. Preufs. Statistischen Landesamts 1907, 47.

Zur Frage der Entwicklung der Rhein-Rhone-Wasserscheide.

Von Prof. Dr. Eduard Brückner in Wien.

In dieser Zeitschrift (1909, S. 7) hat Herr L. von Sawicki sich über die Entstehung der Wasserscheide im schweizerischen Mittelland zwischen Rhein und Rhone geäußert. Er kommt auf Grund von Beobachtungen, die er in der Umgebung von Vevey gemacht, zu dem Resultat, daß die Wasserscheide sich hier erst in jüngerer Zeit entwickelt habe und daß noch in altquartärer oder präglazialer Zeit die Rhone sich zum Rhein entwässerte. Dieses Resultat weicht von meinem Ergebnis ab, das ich in den „Alpen im Eiszeitalter“ (1903, S. 472) dargelegt habe und wonach die Rhein-Rhone-Wasserscheide sich schon in präglazialer Zeit ungefähr in derselben Gegend befand wie heute.

Das Beweisverfahren, das v. Sawicki einschlägt, ist verschieden von dem meinigen. Er betrachtet ausschließlich die Gegend der heutigen Wasserscheide, ja eigentlich nur das Stück derselben, das im Gebiete des Lavaux, d. h. nördlich von Vevey und Cully liegt. Denn das weit größere Stück vom Mont Jorat bis zum Jura hat er nicht untersucht. Ich habe gerade die Verhältnisse an der Wasserscheide nur wenig in Betracht gezogen, weil meines Erachtens hier die Eiswirkung des nach Norden überfließenden Rhone-Gletschers sehr groß gewesen ist, und das Hauptgewicht auf die Rekonstruktion der präglazialen Landoberfläche im Nordosten und Südwesten gelegt. Ich glaube auch heute noch, daß der letztere Weg der zuverlässigere ist, und möchte im Nachfolgenden kurz zusammenfassen, was wir über die präglaziale Landoberfläche im Schweizer Mittellande wissen. Ich benütze dabei die Gelegenheit, meine in den „Alpen im Eiszeitalter“ gegebenen Beobachtungen zu ergänzen.

Mit aller Sicherheit können wir die präglaziale Landoberfläche in der Nordschweiz im Gebiet zwischen Rhein-Tal und Wigger-Tal erkennen, wo sie an der Sohle des älteren Deckenschotters heute noch erhalten ist. Hier zeigt es sich, daß sie die Form einer Rumpffläche besaß.

Weiter in der Richtung nach Südwesten wird die Feststellung etwas weniger sicher. Hier fehlt der ältere Deckenschotter, und daher läßt sich nur nach den Formen und der Höhenlage entscheiden, ob eine Fläche der heutigen Landschaft der präglazialen Landoberfläche angehört oder nicht. Ganz sicher liegen Reste der alten Landoberfläche in den Hochflächen zwischen Zofingen, Huttwil und Burgdorf vor, ferner aller Wahrscheinlichkeit nach im Lindenberg westlich von Bern. Südlich von Bern möchte ich die ausgedehnten hügeligen Hochflächen von Schwarzenburg hierher rechnen. Die Höhen dieser alten Ebenheiten nehmen in der Richtung nach SW regelmäsig zu, und zwar von rund 630 m bei Baden auf 700 m bei Olten und 770 m im Lindenberg bei Bern. In der Verlängerung dieser Ebenheiten kommen wir, in der Richtung nach SW immer weiter ansteigend, in die Gegend des Mont Jorat (900 m). Das Ansteigen der präglazialen Landoberfläche entlang des Jura-Fusses von Nordosten nach Südwesten steht also in dieser Gegend des Mittellandes fest. Ausläufer dieser Einebnungsfläche lassen sich nach SO ansteigend zum Ausgang des Linth-Tales, des Reufs- und des Aare-Tales ins Alpenvorland verfolgen, wo sie sich an die präglazialen Talleisten dieser Alpentäler anschließen.

Ich habe nun darauf aufmerksam gemacht, daß wir im Bereiche des Genfer Sees Spuren einer alten Landoberfläche haben, die sich nach Südwesten senkt. Aus den präglazialen Talbodenresten im Rhone-Tal ergab sich die Höhe der präglazialen Landoberfläche beim Austritt des Rhone-Tales ins Alpenvorland zu rund 950 m. Ich schreibe (A. i. E.-A. S. 472): „In gleicher Höhe (wie der Mont Jorat) dehnt sich südlich vom oberen Teile des Genfer Sees das kilometerbreite Plateau von Thollon bei Meillerie am Fusse der Dent d'Oche; es senkt sich deutlich nach Westen und ist z. B. trefflich von den Höhen zwischen Vevey und Lausanne aus zu übersehen. In seiner Fortsetzung erscheinen die Höhen bei Allinges (769 m) und bei Douvaine (735 m). Auf dem rechten Ufer wird dasselbe Niveau durch die Höhe von La Côte markiert, die nur in ihrem oberen Teil aus Quartärablagerungen, im übrigen aber aus Tertiär besteht. Das Gefälle nach Südwesten ist bedeutend, von Thollon (988 m) bis Douvaine 9 ‰. Ein Gefälle nach Nordwesten fehlt“. L. v. Sawicki bestreitet nun, daß hier die präglaziale Landoberfläche vorliege. Er schreibt (S. 26): „Beweis dessen (nämlich der Abdachung nach Westen) (sei nach Brückners Ansicht) die nach Westen sich senkende Terrasse von Thonnon. Die so herrliche terrassenförmige Oberfläche dankt aber diese Bildung der Akkumulation, zumeist gewaltigen Moränen, welche ein ganz unregelmäßiges Relief des anstehenden Felsens verschüttet haben; diese Bildung mit ihrem be-

deutenden Gefälle ist vielmehr als gewaltige Seitenmoräne einer Gletscherzunge aufzufassen — wenigstens zum Teil —, welche kurz vor Genf endete und deren Oberflächengefälle sich eben in dem Gefälle dieser Akkumulationsform ausprägt. Dieses Gefälle entspricht mit 20 ‰ ganz der Gletscheroberfläche . . . Das sogenannte Plateau von Thonnon liegt bedeutend tiefer als die Höhen des Mittellandes und ist eben eine bedeutend jüngere Bildung“. In dieser Darstellung ist Herrn v. Sawicki das Mißgeschick passiert, daß er die Namen Thonon und Thollon verwechselt hat. Thollon liegt auf der von mir erwähnten Terrasse in 988 m Höhe und etwa 15 km östlich von Thonon (nicht Thonnon, wie v. Sawicki schreibt). Die mächtigen Akkumulationen bei Thonon und in der weiteren Umgebung der Drance-Schlucht habe ich, was v. Sawicki entgangen zu sein scheint, ausführlich schon 1886¹⁾ und dann 1903²⁾ geschildert. Die Terrasse von Thollon dagegen besteht aus Fels³⁾. Auf sie legen sich Ufermoränen des Rhone-Gletschers. Die Akkumulationen bei Thonon liegen weit tiefer. Nur dadurch erweckt die von ihnen gebildete Terrasse den Anschein, mit der von Thollon im Zusammenhang zu stehen, daß die Ufermoränen von der Terrasse von Thollon nach Westen hin auf jene Akkumulationen herabsteigen. Doch ist auch hier in nicht allzu großer Tiefe jedenfalls Fels vorhanden, der mehrfach, so nordwestlich von Vinzier, durchstößt. Wir sind hier in der Gegend zwischen St. Paul und Armoy im Bereiche der Mündung der drei heute im Unterlauf vereinigten Drance-Täler ins Alpenvorland. Die mächtigen Quartär-Ablagerungen, unter ihnen das interglaziale Drance-Konglomerat, haben hier alte Täler, die die drei Flüsse, etwa in Interglazialzeiten, in den Fels eingeschnitten hatten, verschüttet. Die mit Moränen überschüttete Terrasse von Thollon hat ein verhältnismäßig kleines Gefälle nach Westen. Weiter nach Westen zeigen dagegen die von Moränen aufgebauten Terrassen jene starke Neigung von 20 ‰, die v. Sawicki berechnet hat. Daß ich nicht den eines Anfängers würdigen Fehler begangen habe, die mächtige Ufermoräne von Thonon als Felsterrasse zu deuten, geht schon daraus hervor, daß ich die Terrasse von Thollon mit der Höhe bei Douvaine (735 m) in Zusammenhang gebracht habe, welche über die Höhe jener Ufermoräne hinausgeht.

Außer der Terrasse von Thollon gibt es aber in der Umgebung des Genfer Sees noch weitere Reste der präglazialen Landoberfläche.

¹⁾ Vergletscherung des Salzach-Gebietes. Wien 1886, S. 165.

²⁾ Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. S. 563.

³⁾ Vgl. z. B. Geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000.

Als solche möchte ich die Höhe südwestlich von Divonne (757 m) ansprechen. Vor allem haben wir in der Nähe des unteren Teiles des Genfer Sees ausgedehnte alte Talböden im Bereiche des unteren Arve-Tales¹⁾. In der Umgebung der Stadt Bonneville lassen sich zwei solche Talböden unterscheiden, einer in 800—900, ein anderer in 1100—1200 m. Beide lassen eine Neigung talabwärts klar erkennen. Bei La Roche hat sich der obere Talboden schon auf etwa 850 m gesenkt. Berücksichtigen wir das Gefälle dieser Terrassen des Arve-Tales, so erhalten wir für die Gegend von Genf etwa ein Niveau des präglazialen Rhone-Tales in 750 m. Mit dieser Höhe in Übereinstimmung steht der breite flache Molasserücken zwischen Mont Salève und Montagne de Vuache, über den die alte morphologische Ausgangspforte des Schweizer Mittelandes in der Richtung nach Süden führt. Es dürfte hier herüber auch die präglaziale Entwässerung etwa in 650 m erfolgt sein. Fassen wir alle diese Tatsachen zusammen, so ergibt sich im Bereich des Genfer Sees eine Neigung der präglazialen Landoberfläche in der Richtung nach Südwesten, d. h. genau entgegengesetzt jener Neigung, die wir nordöstlich der heutigen Wasserscheide feststellten. Es muß also schon in der Präglazialzeit zwischen beiden Böschungen eine Wasserscheide existiert haben.

Es entsteht nun die Frage: wo lag diese Wasserscheide? Sollte L. v. Sawicki Recht haben, so müßte man eine Wasserscheide zwischen Arve und Rhone im Bereiche des Genfer Sees, etwa entlang der Linie zwischen Rolle und Thonon, annehmen. Es findet sich jedoch hier nicht die geringste Spur davon. Wohl aber läßt sich ein wichtiges Moment geltend machen, das sehr entschieden für die Existenz einer Wasserscheide in der Präglazialzeit im Bereiche der heutigen spricht. Ich meine die nach SW gestreckte Form des Genfer Sees. Daran, daß der See durch glaziale Übertiefung entstanden ist, zweifelt auch v. Sawicki nicht. Wenn nun eine Wasserscheide in der Präglazialzeit zwischen Arve und Rhone oder gar südwestlich der Arve im Bereiche der Juraketten gelegen hätte, so hätte fraglos der Abfluß des Eises in erster Linie nach Nordosten hin erfolgen müssen. Es hätte also das übertiefte Tal in dieser Richtung angelegt werden müssen und nicht nach Südwesten; denn gerade nach Südwesten hin wäre ja die Talsohle angestiegen, und das Gegengefälle hätte vom Eise überwunden werden müssen, während doch seinem Abfluß in der Richtung

¹⁾ Vgl. Brückner in: Livret des Excursions scientifiques. IX. Congrès International de Géographie. Genf 1908, S. 124; ferner Brückner, Über das Alter der alpinen Landschaftsformen. Jahresber. Berner Geogr. Ges. XXI (1909), S. 34.

der angenommenen Talneigung nach Nordosten nichts im Wege gestanden hätte. Die Form des Genfer Sees spricht sonach mit aller Entschiedenheit dafür, daß die Übertiefung seit jeher in der Richtung nach Südwesten gelenkt wurde, d. h. also, daß die Wasserscheide zwischen Rhein und Rhone schon in der Präglazialzeit ungefähr dort lag, wo sie heute liegt.

Wenden wir uns der Betrachtung der heutigen Wasserscheide selbst zu! L. v. Sawicki weist mit Recht darauf hin, daß sich heute hier ein Kampf um die Wasserscheide vollzieht. Durch die glaziale Ein- und Übertiefung im Bereiche des Genfer Sees ist an der Südwestseite der heutigen Wasserscheide eine lebhaftere Erosion entstanden, während die Nordost-Abdachung eine solche vermissen läßt. Aus diesem Gegensatz von lebhafter Erosion im Südwesten und verhältnismäßig flachen Formen im Nordosten leitet Sawicki ein hohes Alter der nach Nordosten gelegenen Formen ab. Fraglos ist ein Teil der Elemente des Formenschatzes hier sehr alt, nämlich derjenige, der, wie im Bereiche des Mont Jorat, der präglazialen Landoberfläche angehört hat. Aber in diese Hochflächen sind eine Reihe von Furchen eingetieft, die keine Züge hohen Alters an sich tragen. v. Sawicki betont zwar, daß die flachwelligen Höhen zwischen diesen Furchen und ihre Gehänge ganz mit Kriechschutt bedeckt seien und die Täler zum Teil mit Kriechschutt zugewachsen; Fels erscheine an den Talgehängen nicht. Ich kann diese Ausführungen in keiner Weise bestätigen. Im Gegenteil ist im Gebiete der heutigen Wasserscheide sehr viel Fels zu sehen. Bei Attalens erscheinen z. B. links und rechts der flachen Talwasserscheide in prachtvollen Denudations-Terrassen Nagelfluhbänke, die genau mit den Schichten streichen und fallen. Von irgend einer ausgleichenden Böschung ist keine Rede. Das sind nicht Formen, die auf hohes Alter weisen, und wenn v. Sawicki, obwohl er das Auftreten dieser Terrassen bei Attalens kennt, hier von einer „ausnahmsweisen lokalen“ Entfernung des Schuttes spricht, unbeschadet des Alters der Formen, so ist das nur eine gezwungene Erklärung. Aber auch sonst habe ich im Bereiche der Wasserscheide vielfach Fels getroffen. In der von Sawicki als ganz alt geschilderten Landschaft um Châtel St. Denis erheben sich Hügel, die durchaus nur Fels zeigen, und auch die Gehänge der Berge, die sich zu beiden Seiten erheben, sind zum Teil nackt. Ebenso zeigen die verschiedenen Abhänge der Höhe Tour de Gourze (nördlich von Cully) vielfach Felsterrassen. Weiterhin nach Nordwesten erscheint Fels in zahlreichen Fällen an den Flüssen und Bächen. Um eine durch Kriechschutt ausgeglichene Landschaft handelt es sich hier ganz gewiß nicht. Die starke Terrassierung, die sich,

und zwar nicht nur nach der Seite des Genfer Sees hin, geltend macht und mit der Schichtung im Zusammenhang steht, spricht durchaus dagegen. Tatsache ist freilich, daß die in der Richtung nach Nordwesten fließenden Gewässer nur ein kleines Gefälle haben. Aber kleines Gefälle und hohes Alter sind nicht gleichbedeutend. Wenn L. v. Sawicki in dem Abschnitt seiner Abhandlung, dem er die Überschrift „Das Problem des Flon“ gibt, beim Flon-Bach einen „wohl ausgereiften“ Oberlauf und einen jugendlichen Unterlauf unterscheidet, so kann ich dem nicht zustimmen. Der Fluß schlängelt sich zwischen Moränenhügeln und Molasserücken, die mit Moränen bekleidet sind, in tragem Lauf zuerst nach Norden, dann nach Osten, endlich nach Süden dahin. Dabei wechselt sein Gefälle stark. Er entspringt aus einem See, dem Lac de Brêt, fließt 0,8 km weit mit 9 ‰ Gefälle, passiert dann bei Vers-le-Cossy auf einer Strecke von 0,4 km eine kleine Talstufe von 20 m Höhe mit 45 ‰, tritt hierauf in eine versumpfte Niederung ein (1,1 km mit 8 ‰), die er bei La Rasse wieder in einer kleinen Talstufe (0,6 km mit 47 ‰, 0,6 km mit 17 ‰) verläßt. Er gelangt bei der Station Chexbres in das Becken von Verney (0,6 km, 5 ‰), das sichtlich nichts anderes als ein von den Alluvionen des Flon zugeschütteter kleiner See ist. Hierauf erst durchbricht er den Moränenwall von Chexbres, um sich in 2,2 km langem Lauf mit rund 100 ‰ Gefälle in den Genfer See zu ergießen. Von einem ausgeglichenen Gefälle des Oberlaufs des Flon ist hier also keine Rede, und die Behauptung v. Sawickis, daß der Flon einen „alten greisenhaften“ Oberlauf habe, ist direkt unrichtig. Der ganze Lauf ist durch und durch jung. Das kann uns auch gar nicht wundern, wenn wir die glazialen Ablagerungen in seiner Umgebung betrachten. Der kleine Bach¹⁾ hat sich seinen Weg durch ein teils durch glaziale Aufschüttung, teils durch glaziale Erosion geschaffenes Gelände mühsam suchen müssen und noch keine Zeit gehabt, sein Gefälle auszugleichen. Daß der Oberlauf, von den oben geschilderten Talstufen abgesehen, ein so kleines, der Unterlauf ein so großes Gefälle hat, führt sich zum Teil einfach darauf zurück, daß der Rhone-Gletscher in einer Rückzugsphase die gewaltige Ufermoräne des Signal de Chexbres aufgebaut und so den Oberlauf gestaut hat. Darauf reduziert sich das ganze „Problem des Flon“!

Betrachtet man das ganze Gebiet der Wasserscheide zwischen Rhone und Rhein — nicht nur das kleine Stück, in dem v. Sawicki seine Beobachtungen angestellt hat —, so tritt uns deutlich ein Zug

¹⁾ Derselbe ist noch nicht ganz 6 km lang; die Karte zum Aufsatz von Sawicki läßt das nicht erkennen, weil auf derselben jegliche Angabe eines Maßstabes (er ist 1:25000) fehlt.

entgegen, welchen wir im Bereiche der großen Gletscherfächer im Alpenvorland stets zu finden gewöhnt sind: Vom obern Genfer See weg zieht eine Reihe von Furchen, die sich immer mehr und mehr der Richtung des Jura-Abfalles anschmiegen, je mehr wir uns diesem nähern, von Vevey eine Furche in der Richtung nach Norden gegen Moudon, eine zweite über das Gebiet des Flon, eine dritte endlich von Lausanne nach Norden im Tale der Venoge. Karten etwas größern Maßstabes, z. B. Leuzingers Reliefkarte der Schweiz 1 : 500 000 oder auch die neue schweizerische Schulwandkarte 1 : 200 000, lassen direkt eine Furchung des ganzen Landes in dieser Richtung erkennen. Die Rücken, die zwischen den einzelnen Furchen aufragen, sind bei Vevey steil und hoch und werden gegen Nordwesten immer niedriger. Es ist das gleiche Bild, das uns das Gebiet nordöstlich vom Bodensee zeigt, wo auch eine Furchung im Sinne der Gletscherbewegung auftritt. In beiden Fällen handelt es sich um eine regelrechte große Rippung, wie Penck diese Erscheinung benannt hat. Auch im einzelnen zeigt sie sich; so auf dem Höhenrücken zwischen Puidoux und Chexbres. Hier erscheinen die Ausbisse der Nagelfluhbänke als flache Rippen, die von Süden nach Norden gestreckt sind, desgleichen in der näheren und weiteren Umgebung von Châtel Saint Denis. Im Bereiche dieser Rücken tritt auf Schritt und Tritt nackter Fels zu Tage. Alles das zeigt, daß wir es in der Umgebung der heutigen Wasserscheide nicht mit einer greisenhaften Landoberfläche zu tun haben, wie Sawicki meint, sondern mit jugendlichen, durch glaziale Erosion entstandenen Formen. So kam ich in den „Alpen im Eiszeitalter“ zu dem Ergebnis, daß wir eine alte Wasserscheide vor uns haben, die durch glaziale Erosion zum Teil stark verändert und modifiziert worden ist. Ihre Formen zeigen uns eine beginnende Einfächerung des Gebietes an, wie sie jeder große Gletscherfächer, der sich aus den Alpen ins Vorland legte, ausgeführt hat, d. h. die Tendenz zur Entwicklung zentripetaler, dem Ausgang der großen Alpentäler, aus denen das Eis heraustrat, zustrebender Täler. Diese Einfächerung ist im Bereich des Salzach-, Inn- und Rhein-Gletschers schon sehr vollkommen vollzogen. Wo aber das Alpenvorland aus harten Gesteinen (hartem Sandstein und Nagelfluh) aufgebaut ist, wie am oberen Teil des Züricher Sees im Reuss-Gebiet und an der Wasserscheide zwischen Rhone und Rhein, ist zwar eine starke Abtragung der Wasserscheide erfolgt, so daß die Täler gebirgseinwärts geöffnet worden sind, aber zentripetale Flußläufe sind nur wenige entwickelt. Die Einfächerung ist noch nicht vollendet.

L. v. Sawicki hat im Bereiche des Oberlaufes des Flon Terrassen gefunden, die er als echte Erosionsleisten bezeichnet und die sich

50—80 m über den heutigen Talboden erheben; sie sollen ein nördliches Gefälle aufweisen. Die betreffenden Gebilde sind aber so klein und unbedeutend, daß meiner Ansicht nach ein Schlufs aus ihnen nicht gezogen werden kann. Wer in glazial ausgestalteten Gebieten morphologisch gearbeitet hat, weiß, wie häufig hier rückläufige Terrassenstücke auftreten, die gelegentlich eine ziemliche Länge aufweisen können, gleichwohl mit alten Talböden nichts zu tun haben. Da sind die breiten, kilometerlangen Terrassen im Bereiche von Bonneville und Thollon von ganz anderer Bedeutung.

Man erkennt aus unseren Ausführungen klar, daß es nicht angeht, für die Lösung einer großen morphologischen Frage nur ein winziges kleines Stückchen Landoberfläche ins Auge zu fassen, wie das v. Sawicki getan hat. Es muß stets die Gesamtheit der Erscheinungen berücksichtigt werden, und diese spricht, wie wir gesehen haben, mit aller Entschiedenheit dafür, daß die kontinentale Wasserscheide zwischen Rhein und Rhone in der Präglazialzeit die gleiche Lage wie heute besaß.

Noch möchte ich kurz auf die Ausführungen v. Sawickis über das Bühlstadium am Genfer See eingehen. Er beschreibt Endmoränen bei Vevey und verbindet sie mit den Ufermoränen bei Thonon und La Côte. Es ist Herrn v. Sawicki entgangen, daß ich dieses von ihm als Bühlstadium angesprochene Gletscherstadium in den „Alpen im Eiszeitalter“ S. 559 und 587 beschrieben und auf der Karte S. 702 dargestellt habe. Ich habe diese Moränen allerdings als „Moränen des dritten Rückzugsstadiums der Würmvergletscherung selbst“ betrachtet und möchte hier die Gründe angeben, die mit aller Sicherheit für diese letztere Anschauung sprechen.

Von der Jurahöhe der Dôle ging zur Zeit des Maximums der letzten Vergletscherung ein Lokalgletscher aus, der sich mit dem Rhone-Gletscher vereinigte (A. i. E. S. 587), dessen Oberfläche am Jura-Abhang etwa in 1100 m Höhe lag. Als später der Rhone-Gletscher sich zurückziehen begann und den Jura-Fuß vollständig verlassen hatte, da wurde dieser Gletscher der Dôle selbständig und baute bei Gingins in 700 m Höhe einen Endmoränengürtel auf dem Boden auf, den während des Maximums der Vergletscherung der Rhone-Gletscher bedeckt hatte. Ich habe nun für den Dôle-Gletscher während des Stadiums der Endmoränen von Gingins die Höhe der Schneegrenze bestimmen können. Dieselbe ergab sich in 1285 m, also nur um 70 m höher als zur Zeit des Maximums der Würmvergletscherung. Daraus geht klar hervor, daß schon eine Erhöhung der Schneegrenze um 70 m genügt hatte, um den Rhone-Gletscher so zu reduzieren, daß

sein Saum weitab vom Jura-Fufs lag. Wo damals der Saum des Rhone-Gletschers lag, zeigen uns die benachbarten Endmoränen von La Côte, die mit den von Vevey und Thonon eine einheitliche Gletscherzunge zeichnen. Größer kann der Rhone-Gletscher damals nicht gewesen sein, denn sonst hätte er die Gegend von Gingins bedecken müssen und die Endmoränen des Dôle-Gletschers hätten hier nicht abgelagert werden können. So lag also die Schneegrenze während jenes Stadiums des Rhone-Gletschers, das Sawicki als Bühlstadium betrachtet, nachweislich nur 70 m höher als zur Zeit des Maximums der Eiszeit. Da nun das Bühlstadium in den gesamten Alpen durch eine Lage der Schneegrenze 300 m über der Höhe derselben in der Würmeiszeit charakterisiert ist, so folgt ohne weiteres, dafs jene Moränen von La Côte, Vevey u.s.w. sicher keine Bühlmoränen sind. Die Bühlmoränen des Rhone-Gletschers liegen weiter oberhalb, da, wo ich sie angegeben habe, am Ausgang des Rhone-Tales ins Alpenvorland.

Wo endigte in dieser Zeit der Moränen von La Côte und Thonon der Arve-Gletscher? Hier mufs ich meine Ausführungen in den Alpen im Eiszeitalter (S. 572) und im Livret des Excursions berichtigen. Ich möchte heute die dort dem Bühlstadium zugerechneten Moränen des Feldes von Rocailles für gleichaltrig mit den Moränen von Thonon und La Côte halten und jener Phase des Rückzuges der Würmvergletscherung zurechnen, bei der die Schneegrenze nur 70 m höher lag, als zur Zeit des Maximums der Vergletscherung.
